

GEOMORFOLOGIA DEL SISTEMA ENDOKARSTICO DE LA GALIANA (CAÑÓN DEL RIO LOBOS, SORIA)

Trabajo Fin de Grado



ALFONSO DODERO ALONSO

**Dirigido por Carlos Sancho Marcén (Universidad de Zaragoza) y Ana Moreno
Caballud (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC)**

Junio, 2014

Agradecimientos

Quisiera agradecer en primer lugar el esfuerzo, paciencia e interés mostrados por parte de mis directores de proyecto, Carlos Sancho y Ana Moreno. También quiero agradecer la colaboración de Miguel Bartolomé, compañero inseparable en las jornadas de campo. Del mismo modo quiero agradecer la ayuda prestada por Belén Oliva en el estudio de las propiedades paleomagnéticas de los depósitos interiores del endokarst, y a Alfonso Meléndez la ayuda a la hora de levantar el perfil estratigráfico del Cretácico superior en el que se desarrolla el sistema endokárstico. Por último quiero reconocer la disponibilidad de Rubén Gállego, de la empresa Soriaventura, para facilitar el acceso a La Galiana Baja.

Abstract

The geomorphological study of the La Galiana endokarstic system (Cañón del Río Lobos, Soria province) is presented here including the preliminary analysis of some internal deposits (clastic and speleothems). Geological bedrock is made of Upper Cretaceous limestones that are affected by a joint network with 130-145, 020-040 and 090-110 directions. Morphological evolution is controlled by fluvial downcutting during Quaternary on Neogene deposits overlying an extensive planation surface. Three levels of galleries (La Galiana Alta, La Galiana Baja and the Cueva del Lago) at 1099, 966 and 953 m have been differentiated indicating three stages of stabilized water tables related to corresponding fluvial base levels. Galleries are of single passages type with "keyhole" shape. Cross sections and horizontal development point to phreathic conditions near the water table. Paleomagnetic data indicate that flowstones in La Galiana Alta are older than 780 ka. La Galiana Baja gallery is very well ornamented with different types of speleothems. Two stages of stalagmitic development have been recorded by U/Th dating at 70-55 ka and 9-5 ka, respectively, and indicate warm and wet environmental conditions. Altitude differences between galleries and obtained ages allow us to calculate maximum fluvial incision rates of 187 and 58 mm/ka.

Índice	<i>Pág.</i>
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Situación geográfica	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Antecedentes temáticos	2
2 MARCO GEOLÓGICO	2
3 PLAN DE TRABAJO Y METODOLOGÍA	4
4 RESULTADOS	5
4.1 Características del sustrato geológico	5
4.1.1 Los materiales del Cretácico	5
4.1.2 Rasgos geomorfológicos	9
4.2 El sistema endokárstico de La Galiana	14
4.2.1 La Galiana Alta	15
4.2.2 La Galiana Baja	20
4.2.3 La Cueva del Lago	
4.2.4 Espeleogénesis y evolución del sistema endokárstico	25
5 CONCLUSIONS	28
6 BIBLIOGRAFÍA	29

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Situación geográfica

La zona de estudio (Figura 1) se sitúa al Oeste de la provincia de Soria, en concreto en el extremo SE del Parque Natural del Cañón del Río Lobos, junto al municipio de Uceró, situado a unos 60 km al Oeste de la capital. Esta zona representa el contacto entre las comarcas de Pinares, situada al norte, y Tierras del Burgo, al sur.

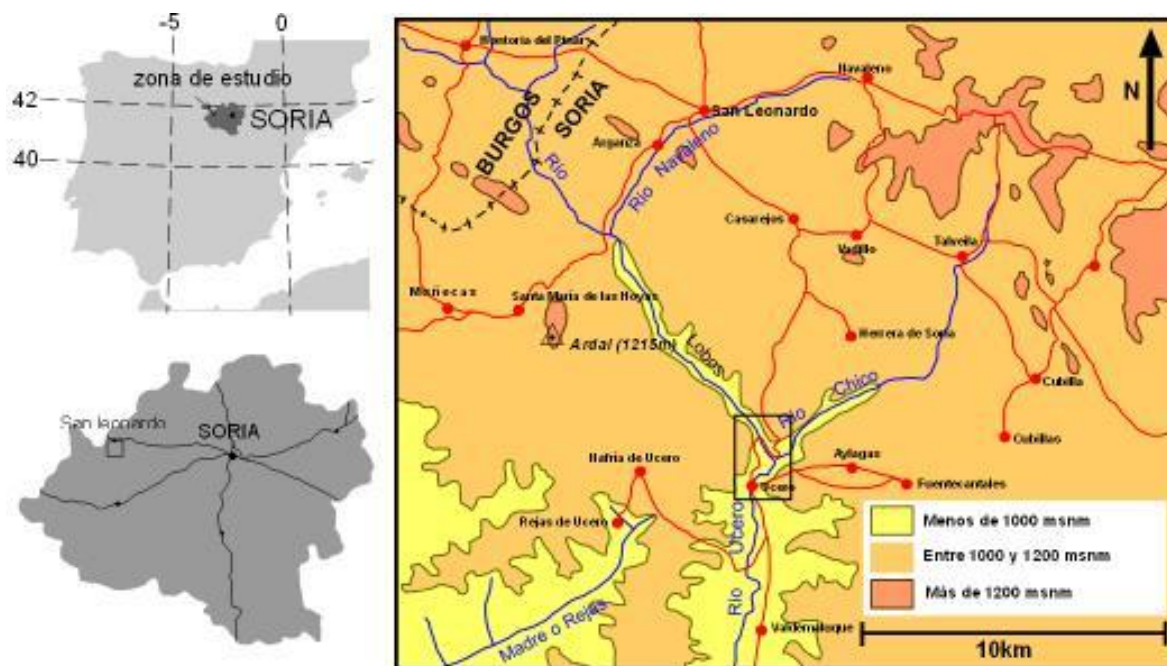


Figura 1. Localización y principales rasgos fisiográficos del área de estudio.

El área circundante del sistema endokárstico de La Galiana, se caracteriza por presentar un relieve suavizado, compuesto por cerros redondeados y pequeños barrancos, fuertemente disectado por el río Lobos. El cañón resultante, que alcanza un encajamiento de 167 m, presenta en su parte superior escarpes verticales, a cuyo pie se desarrollan canchales, con una pendiente importante, que conectan con el fondo plano del cañón. La altura media de la zona ronda los 1000 msnm, alcanzando la cota máxima 1174 msnm.

El curso fluvial de mayor entidad es el río Uceró (Figura 1), que discurre entre la salida del cañón hasta su desembocadura en el río Duero, al sur de El Burgo de Osma. El río Uceró está alimentado, principalmente por la surgencia kárstica de La Galiana que aporta un caudal medio de 2000 l/s (Sanz, 1992; Segovia, 2008). Su afluente más importante es el río Lobos, que con un trazado meandriforme y dirección principal NO-SE, discurre por el fondo del cañón. Completan la red hidrográfica los ríos Navarrete y Chico, afluentes del río Lobos por su margen izquierda.

El clima de la zona es templado y cálido. Según la clasificación de Köppen-Geiger, se trata de un clima de tipo Cfb (Oceánico). La temperatura media anual alcanza 10,5 °C, y la precipitación media 528 mm. El mes más seco es Agosto, con 25 mm, mientras que el

más húmedo es Mayo, con 61 mm. El más caluroso es Julio, con 19,8 °C de media, y el más frío es Enero, con 2,3 °C (Fuente: es.climate-data.org).

La cubierta vegetal del área está dominada por extensas masas de sabina albar (*Juniperus thurifera*), que se entremezclan con manchas con pino púdio (*Pinus nigra*), quejigo (*Quercus faginea*) y encina (*Quercus ilex*). En los claros existentes entre estas masas arbóreas, proliferan matorrales como enebros (*Juniperus phoenicea*), gayubas (*Lithodora fruticosa*) y aliagas (*Genista scorpius*), completadas por diversas plantas aromáticas como tomillo (*Thymus*), espliego (*Lavandula*) y salvia (*Salvia*). Las riberas de los ríos están pobladas por chopos (*Populus*) y alisos (*Alnus*). En las paredes y roquedos aparece una gran variedad de plantas rupícolas

1.2 Objetivos

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en realizar un estudio geomorfológico del sistema endokárstico de La Galiana incluyendo aspectos relativos a: espeleogénesis y evolución del sistema, morfología de las cavidades y tipología de los depósitos y datación de los mismos. Por otro lado, el desarrollo vertical del sistema endokárstico está controlado por la posición del nivel de base de descargas subterráneas que está representado por el río Lobos, de manera que es posible establecer tasas de incisión fluvial durante el Cuaternario a partir de los datos anteriores. Adicionalmente se realiza un estudio estratigráfico, de la fracturación y geomorfológico del soporte geológico en el que se desarrolla el sistema de cuevas de La Galiana.

1.3 Antecedentes temáticos

La mayor parte de los trabajos realizados en la zona de estudio tratan de aspectos hidrogeológicos (Sanz, 1992, 1996, 1999), Sanz y Meneses (1999), Segovia *et al.* (1996) y Segovia (2008). Por otro lado, Sanz (2001) realiza un análisis de las características geomorfológicas de la Sierra de Cabrejas y del Cañón del Río Lobos. Además, Sanz *et al.* (2010), elaboran una guía geológica del Cañón del Río Lobos. En relación directa con las cavidades que conforman el sistema endokárstico de La Galiana la información disponible es muy limitada, destacando los desarrollos topográficos (Fernández-Tabera, 1985), junto con algunas dataciones preliminares de espeleotemas (Moreno *et al.*, 2013).

2 MARCO GEOLÓGICO

El Cañón del Río Lobos se encuentra, desde el punto de vista geológico, en el límite sur de la Cuenca de Cameros Occidental, zona de contacto entre dos de las unidades que conforman la Cadena Ibérica: la Unidad de Cameros y la Cuenca de Almazán (Figura 2).

La Unidad de Cameros, comprende los afloramientos variscos de La Demanda y los mesozoicos de la Cuenca de Cameros. Constituye una de las cuencas desarrolladas durante la segunda fase de Rift Mesozoico Ibérico (Fase de rift 2) (Salas *et al.*, 2001), que comenzó a finales del Oxfordiense y se mantuvo hasta el Albiense medio (Mas *et al.*, 1998; Salas *et al.*, 2001; Mas y Salas, 2002). Queda conformada fundamentalmente por depósitos aluviales y lacustres, con incursiones marinas muy ocasionales (Gómez-Fernández y Meléndez, 1994). Presenta una geometría sinclinal pre-inversión y no está limitada por grandes fallas que involucren al basamento. El borde norte de la Unidad de Cameros lo representa el Cabalgamiento de Cameros o Cabalgamiento Nordibérico, de orientación aproximadamente E-O y vergencia sur, que presenta un desplazamiento de unos 20-30 km (Casas-Sainz, 1993).

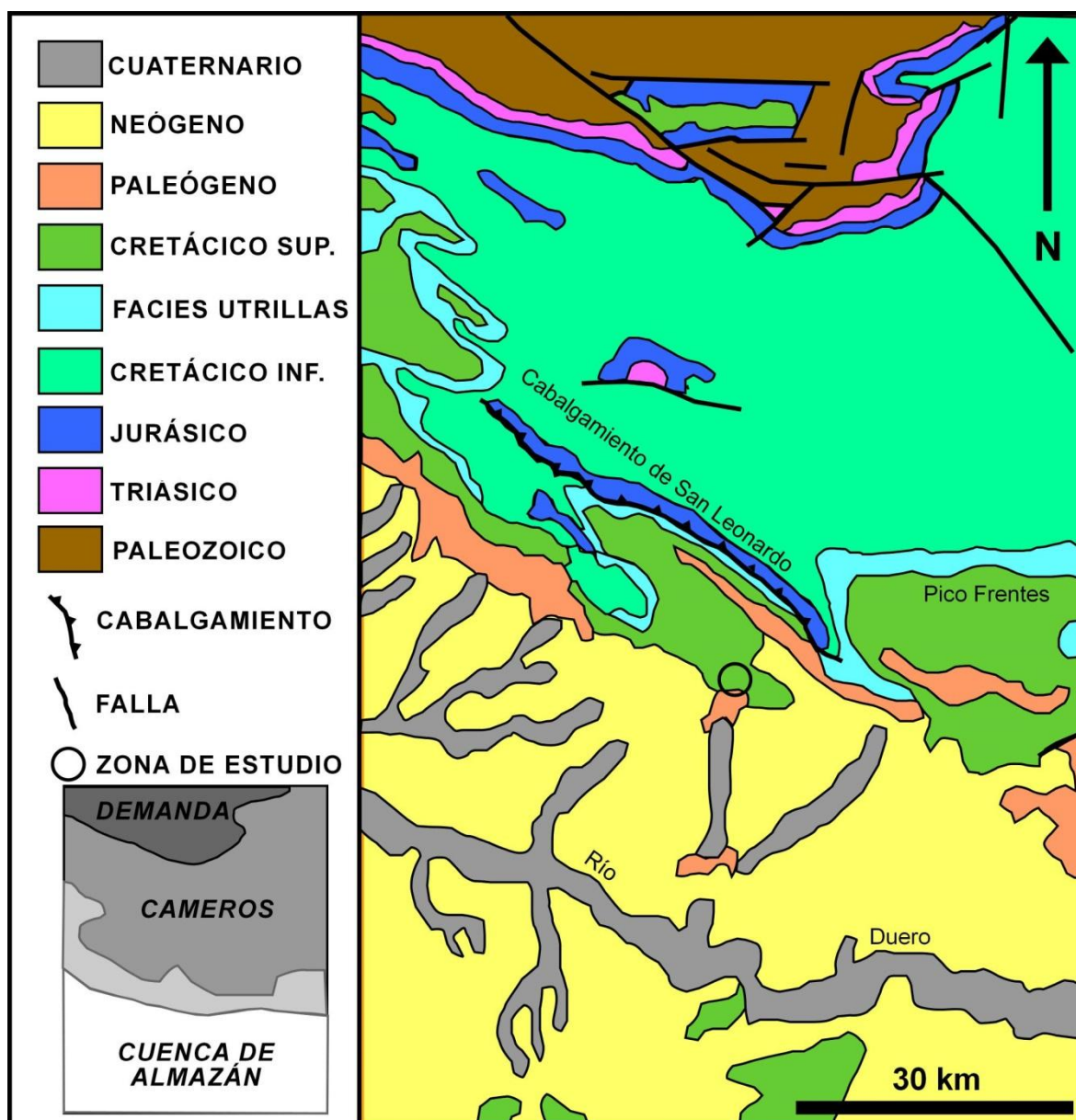


Figura 2. Mapa geológico regional (modificado del Mapa Geológico de la Península Ibérica escala 1:100000, IGME, 1994).

Por otro lado, la Cuenca de Almazán, es una cuenca cenozoica que se encuentra en el interior de la Cadena Ibérica y que constituye una cuenca de piggy-back (Guimerá *et al.*, 1995; Casas-Sainz *et al.*, 2000). Llega a contener hasta 3500 m de materiales terciarios pre y sintectónicos, aunque la mayor parte de los materiales aflorantes corresponden con depósitos terciarios postectónicos. Por el N queda cabalgada por la Unidad de Cameros (Casas-Sainz *et al.*, 2000). Pueden diferenciarse dos sectores dentro de esta cuenca en función del tipo de deformación. En el sector septentrional, las estructuras son continuación de las observadas en la Rama Aragonesa, con pliegues kilométricos, que afectan tanto a la cobertera cenozoica como a la mesozoica. El sector meridional, presenta tres grandes pliegues monoclinales, el de Gómara, vergente al S, y los de Almazán y Arcos de Jalón, vergentes al N. La vergencia diferente de estos monoclinales genera una gran estructura sinclinal.

El contacto entre la Cuenca de Cameros y la Cuenca de Almazán, queda definido por una serie de afloramientos pertenecientes a la plataforma carbonatada norcastellana, de edad Cretácico superior, la cual forma parte, a su vez, de la rampa noroeste del Estrecho Ibérico (Floquet, 1991). Esta rampa se corresponde con la plataforma continental noribérica abierta hacia los fondos oceánicos atlánticos a través del margen vasco-cantábrico. Los sedimentos acumulados durante un lapso de tiempo de 32 M.a., abarcan desde medios sedimentarios de plataforma externa a supramareales. Estos depósitos se organizan en cuatro grandes sistemas “tecto-biosedimentarios”, cada uno de los cuales comienza por una invasión marina, que puede ser progresiva o brusca, pero siempre de gran amplitud y termina con una disminución de la profundidad (Floquet, 1991).

3 PLAN DE TRABAJO Y METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este trabajo y elaborar la memoria correspondiente, se han combinado una serie de técnicas, complementarias y dependientes, en gran medida las unas de las otras, encaminadas al estudio tanto del soporte geológico, como de las cavidades del sistema endokárstico de La Galiana y sus depósitos internos.

Inicialmente se ha llevado a cabo una revisión bibliográfica temática y regional sobre aspectos relativos al endokarst y al marco geológico. Paralelamente, se ha realizado un análisis fotogeológico, a partir de imágenes a color a escala 1:40000 del año 2002 suministradas por el Centro Nacional de Información Geográfica (C.N.I.G.), de cara a elaborar una cartografía geomorfológica del entorno e identificar el patrón de fracturación que afecta al sustrato cretácico.

En campo se ha levantado un perfil estratigráfico de la serie carbonatada cretácica en la que se desarrolla el sistema endokárstico aprovechando la incisión del río Lobos en el extremo sur del cañón. A la vez se ha estudiado la fracturación a escala de afloramiento en varios puntos próximos a las cavidades. Las medidas se han proyectado en diagramas con el software Stereonet versión 9.0.3. Por otro lado, se ha revisado el levantamiento fotogeomorfológico y se han caracterizado las principales morfologías y formaciones superficiales. La elaboración de la cartografía geomorfológica se ha realizado siguiendo la normativa del IGME (Martín-Serrano *et al.*, 2004).

En relación con las cavidades que componen el sistema endokárstico de La Galiana se ha llevado a cabo un reconocimiento de las mismas que incluye la caracterización geométrica y la identificación de las diferentes morfologías erosivas y tipologías de depósitos internos, así como una ordenación morfoestratigráfica de los segundos. A partir de la cronología relativa establecida se han muestreado diferentes depósitos de cara a establecer una edad mínima de formación de las cavidades a partir de métodos de datación absoluta.

Por un lado, de cara a determinar la polaridad magnética, y valorar el límite Matuyama-Brunhes (780 ka) en los depósitos, se han extraído muestras mediante una perforadora en materiales internos detríticos y carbonatados. Las muestras fueron orientadas in situ. Los cilindros obtenidos fueron cortados en secciones de 2,1cm de alto. En el laboratorio de fábricas magnéticas de la Universidad de Zaragoza se ha estudiado la susceptibilidad magnética inicial de las muestras, y en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos se ha determinado la polaridad magnética a partir de una desmagnetización por pasos, de tipo térmico y por campos alternos de las muestras. La medida de la remanencia se ha realizado con un magnetómetro criogénico 2G y el horno

empleado para la desmagnetización térmica es un desmagnetizador térmico ASC SCIENTIFIC modelo TD48-DC.

Por otro lado, se extrajeron muestras de espeleotemas (estalagmitas y coladas estalagmíticas). Se cortaron paralelamente a su eje de crecimiento y se extrajeron muestras (1 gr) que fueron enviadas a la Universidad de Minnesota (EEUU), para su datación a partir de series de desintegración del U/Th mediante un MC-ICP-MS (Thermo-Finnigan™ Neptune), siguiendo el protocolo descrito en Cheng *et al.* (2000).

4 RESULTADOS

4.1 Características del sustrato geológico

En el entorno del sistema endokárstico de La Galiana afloran materiales del Cretácico, Paleógeno y Neógeno (IGME, 1981). La estratigrafía y fracturación de las formaciones cretácicas han sido objeto de un estudio específico que se expone en el apartado siguiente, debido al papel que juegan en la aparición y desarrollo de las cavidades. El Paleógeno aflora en el sector SW y presenta una dirección y buzamiento de 130/35N. Está compuesto por conglomerados calizos heterométricos, fuertemente cementados. El Neógeno, horizontal, queda conformado por conglomerados de cantos polimícticos redondeados, arenas y arcillas de color rojo (Figura 3). Esta serie se presenta discordante sobre el Cretácico, en el sector NE, y sobre el Paleógeno en el S.



Figura 3. Afloramiento de materiales neógenos en la carretera SO-929 (a) y detalle del depósito (b).

4.1.1 Los materiales del Cretácico

a) Estratigrafía

El perfil estratigráfico levantado (Figura 5) en materiales carbonatados del Cretácico Superior, aflorantes en la margen izquierda del Cañón del Río Lobos (Figura 4a), ha sido comparado con las series estratigráficas descritas por Floquet (1991) a escala regional. Las formaciones identificadas en el perfil presentan las siguientes características:

Fm. Picofrentes: La serie estratigráfica comienza en algún punto de esta formación. Comprende una sucesión de 27 m constituida por margas amarillas y grises, nodulares a lajas (Figura 4b) en la que se intercalan calizas mudstone-wackestone nodulares de

color amarillento con bivalvos, gasterópodos, serpúlidos y miliólidos. El medio sedimentario corresponde a un ambiente de plataforma distal a proximal abierta y la edad es Turoniense medio.

Fm. Muñecas: Está compuesta por 42 m de calizas wackestone-packstone de miliólidos, serpúlidos, gasterópodos y restos de bivalvos con diferente competencia. Presenta a techo un nivel de calcarenitas (grainstones) con estratificación cruzada. El ambiente es de plataforma proximal-litoral y la edad Turoniense superior- Coniaciense inferior.

Fm. Hortezueros: Está representada por 103 m de calizas mudstone-wackestone bioturbadas, finamente bioclásticas y de aspecto masivo, a noduloso, que alternan con niveles margosos y lumaquelas de ostreidos y lamelibranquios, que representan niveles de tormenta. Hacia la parte superior se observan niveles karstificados y concreciones ferruginosas. El ambiente corresponde a una plataforma proximal en comunicación con medio marino franco y la edad es Coniaciense medio-superior.

Fm. de Hontoria del Pinar: Afloran en la zona 17 m de calizas packstone-grainstone de bioclastos y oolitos con estratificación cruzada a gran escala. Se trata de un ambiente de plataforma proximal abierta con alta energía. La edad es Santoniense inferior.

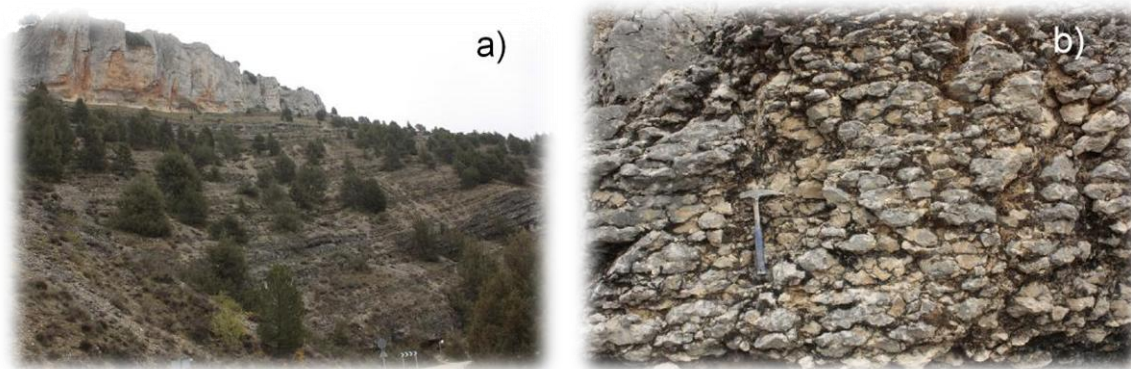


Figura 4. Margen izquierda del Cañón del Río Lobos donde se ha levantado el perfil estratigráfico (a). Aspecto noduloso de la Fm. Picofrentes (b)

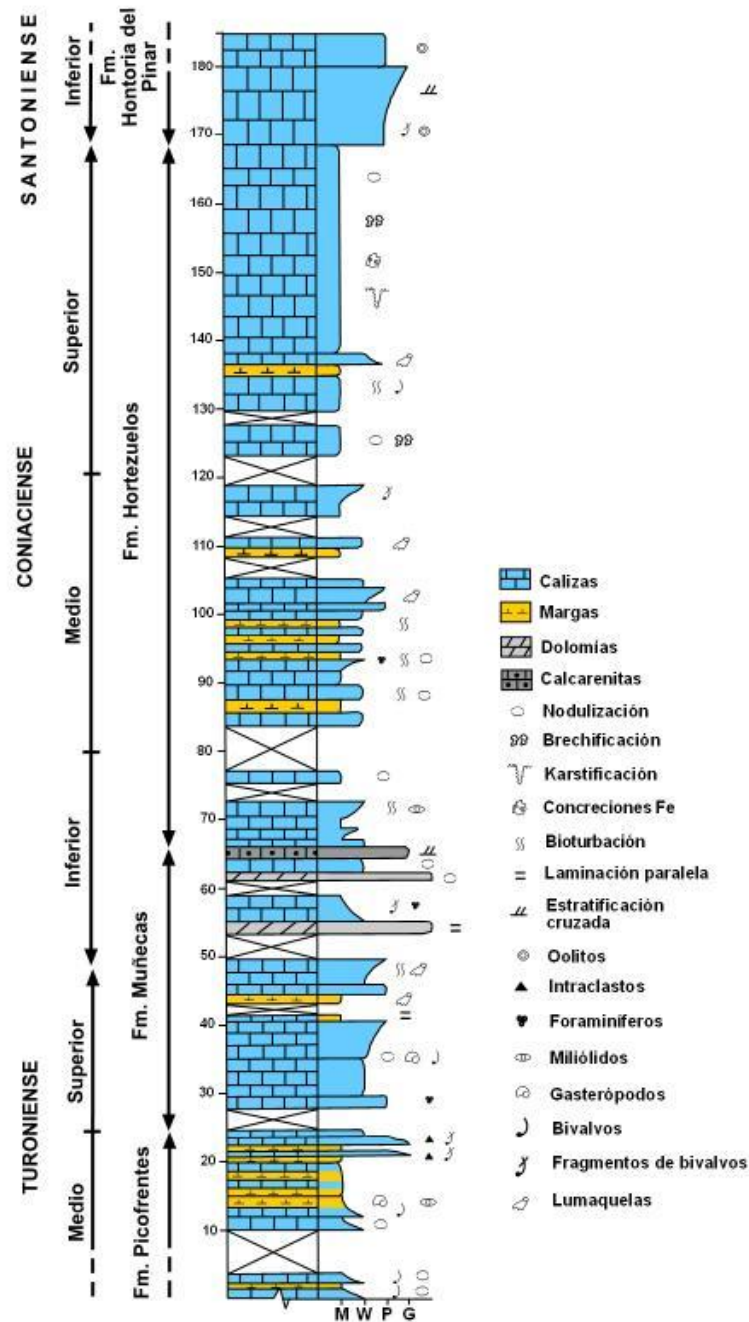


Figura 5. Perfil estratigráfico del soporte geológico en el entorno del sistema endokárstico de La Galiana.

b) Fracturación

La estructura del sector meridional del Cañón del Río Lobos (IGME, 1981) está caracterizada por la presencia de suaves pliegues de orientación NO-SE, representados por el anticlinal de Santa María de Las Hoyas-Ucero, asimétrico, vergente al sur y cuyo eje posee inmersión sureste, y el anticlinal de Aylagas-Fuentecanales, continuación del anterior, pero con una orientación algo diferente generada por una pequeña inflexión del eje.

Por lo que se refiere a la fracturación, al representar las direcciones en un diagrama en rosa, se observan algunas diferencias entre la red de fracturas obtenida a escala fotogeológica (Figura 6a) y las medidas a escala de afloramiento (Figura 6b). En la rosa correspondiente a las fracturas observadas a escala fotogeológica, se observa la presencia de dos familias principales, bien definidas, con direcciones comprendidas entre 130 y 145 y entre 020 y 040, respectivamente. Además aparece otra familia secundaria a 100-110.

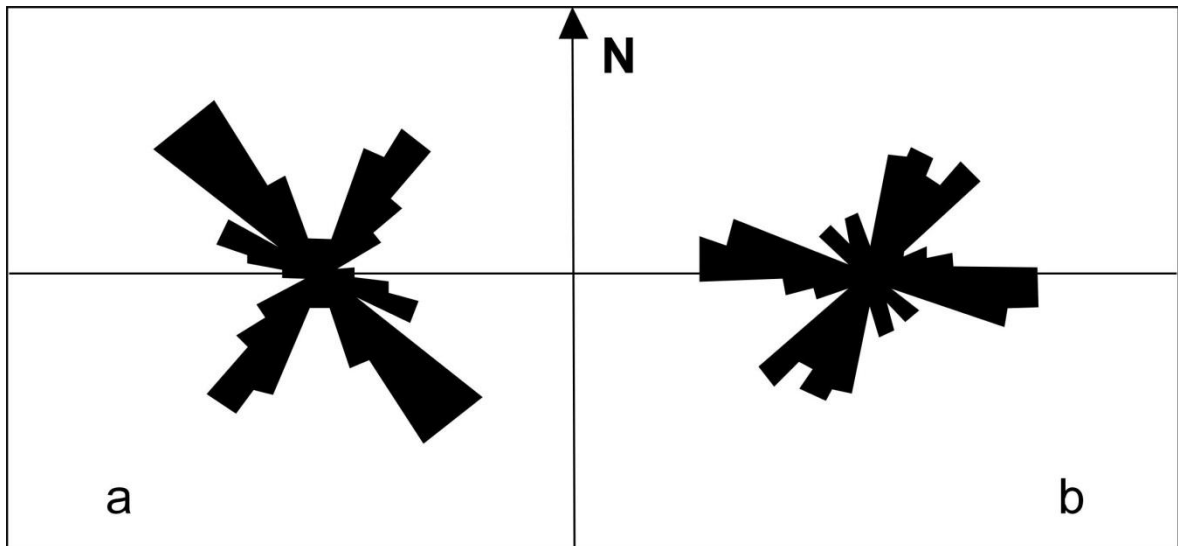


Figura 6. Rosas de orientaciones de fracturación a escala fotogeológica (a) y afloramiento (b).

La representación de las fracturas estudiadas en campo (Figura 7), muestra claramente dos familias principales de fracturas. La que presenta una mayor densidad, presenta direcciones comprendidas entre 110 y 090, siendo esta última dirección la perteneciente a las fracturas más marcadas. La otra familia, posee mayor dispersión de direcciones, quedando comprendidas entre 010 y 045.

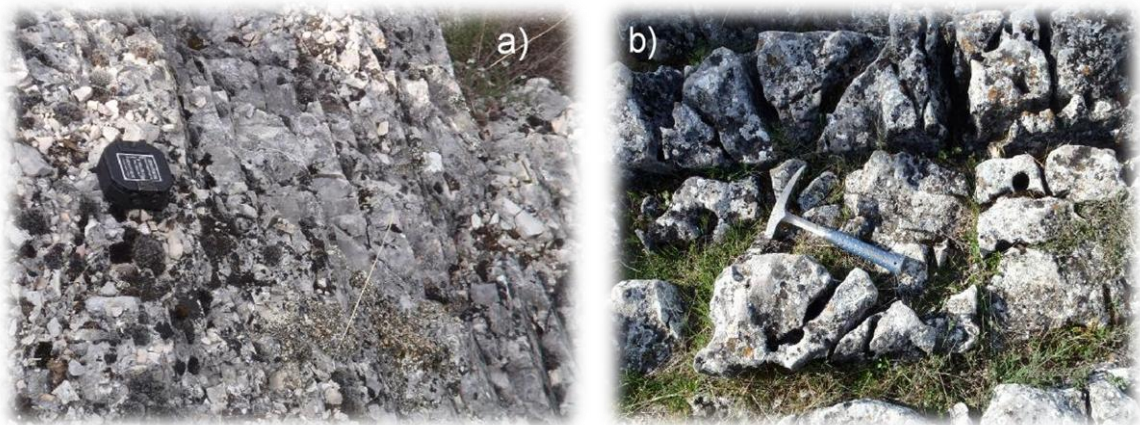


Figura 7. Fracturas desarrolladas en la Fm. Muñecas (a) y en la Fm. Hontoria del Pinar, ensanchadas por efecto de la disolución (b).

4.1.2 Rasgos geomorfológicos

Los principales elementos geomorfológicos (morfologías erosivas y formaciones superficiales) del entorno del sistema endokárstico de La Galiana se han representado cartográficamente (Figura 8). Sus rasgos y características principales se indican a continuación.

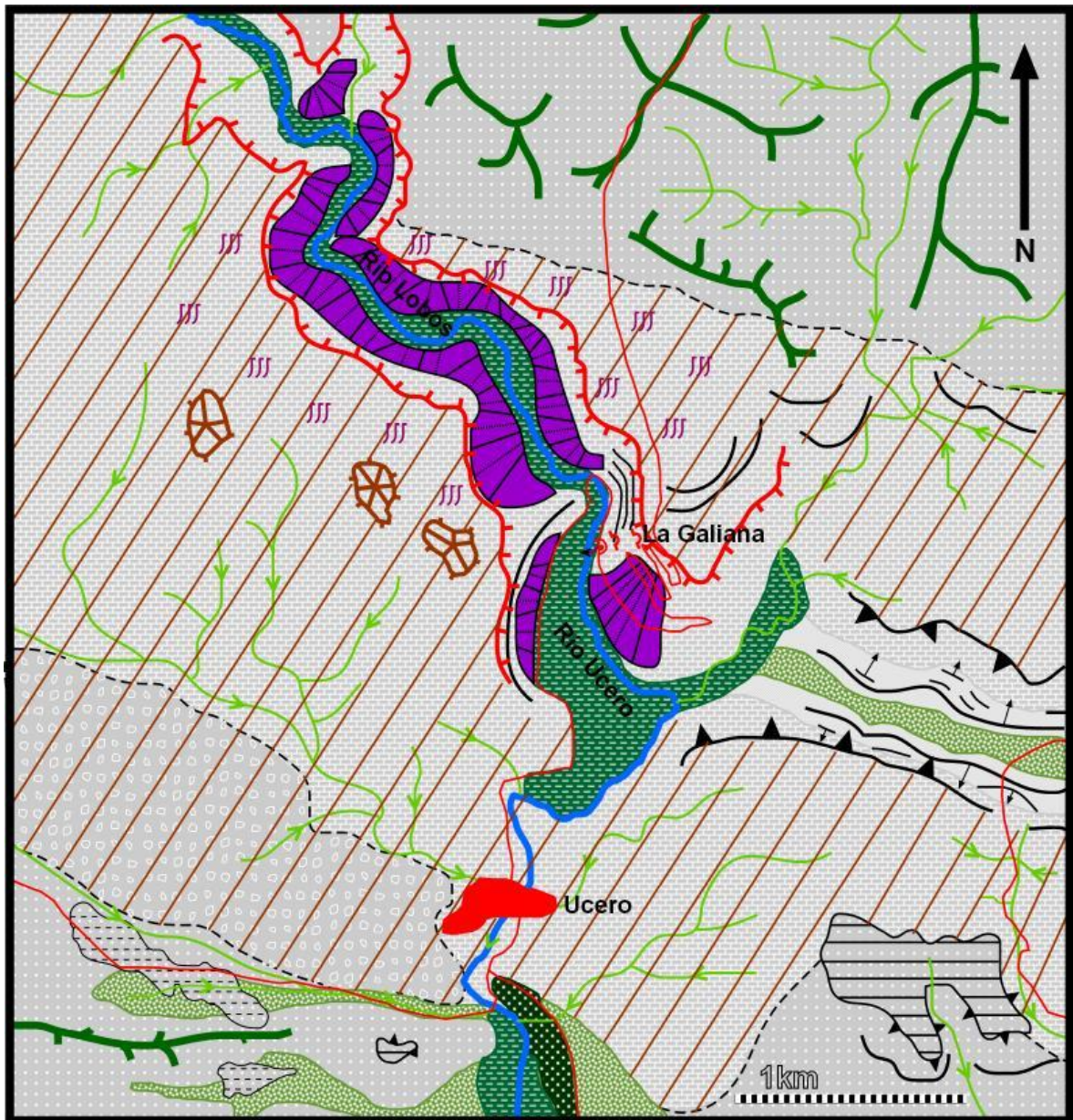
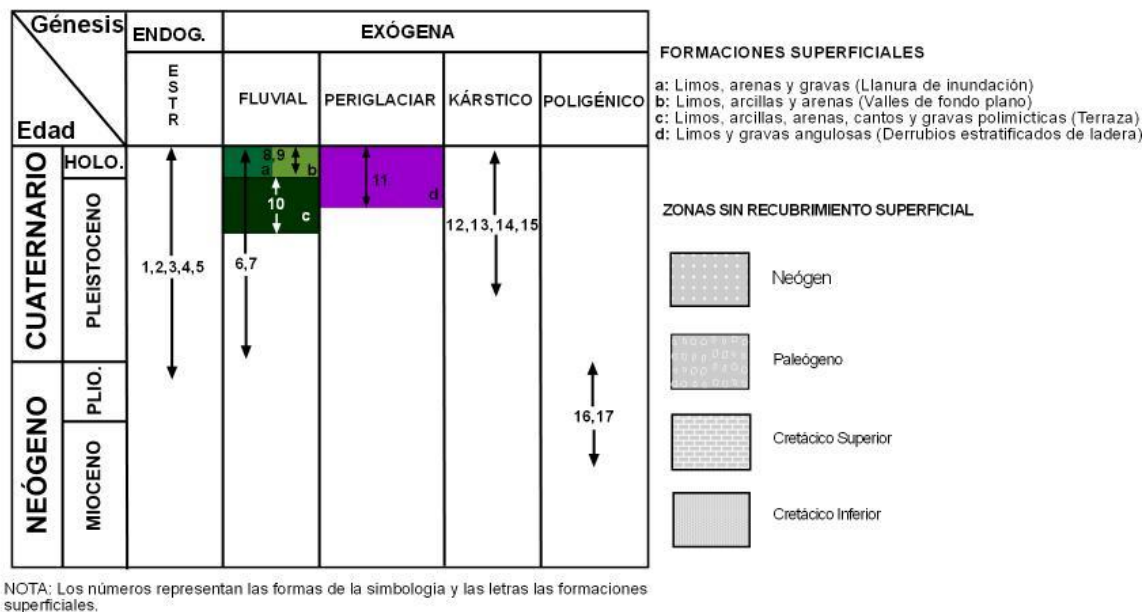


Figura 8. Cartografía geomorfológica del entorno del sistema kárstico.



SIMBOLOGÍA

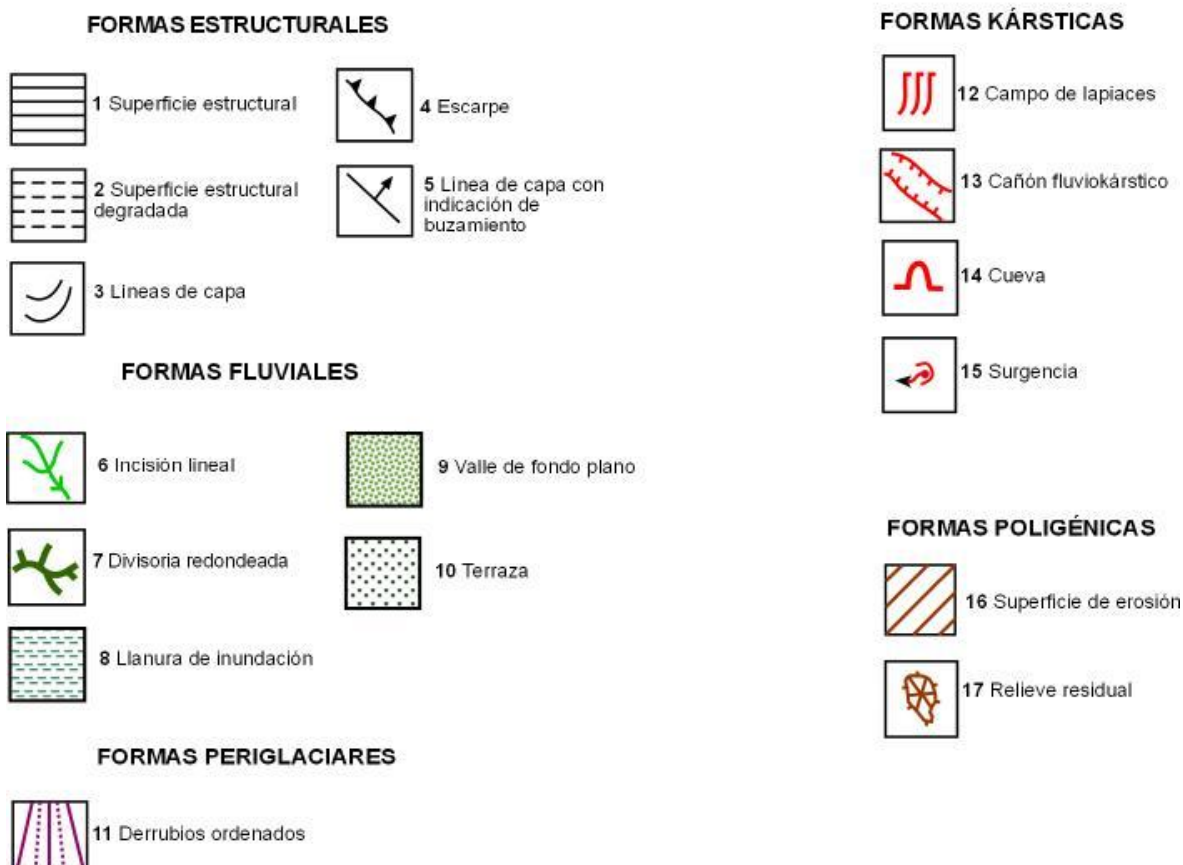


Figura 8 (continuación). Leyenda y simbología.

a) Superficie de erosión y relieves residuales

El inicio de la conformación geomorfológica de la región coincide con las etapas finales de sedimentación en la cuenca terciaria de Almazán previas al exorreísmo de la cuenca de Duero.

En general, las calizas del Cretácico superior y los materiales paleógenos deformados se encuentran arrasados por una superficie de erosión observable cuando desaparece la cubierta de materiales neógenos suprayacente (Figura 9). Se trata por tanto de una superficie de erosión exhumada con presencia de algunos relieves residuales (Figura 8). Debido a su altura, que se sitúa en torno a los 1100 m, y su posición respecto a la Cuenca de Almazán, enrasando con los niveles de colmatación de la cuenca, ha sido considerada como la superficie S_2 (Gracia *et al.*, 1990) o Superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica, denominada así por Peña *et al.*, (1984), debido al gran desarrollo que presenta a lo largo de la Cordillera. Sanz (1992) indica también que se trata de restos exhumados de la Superficie de erosión fundamental con presencia de algunos relieves residuales.



Figura 9. Panorámica del entorno de La Galiana y superficie de erosión desarrollada sobre los materiales del Cretácico Superior.

Según Gracia *et al.* (1990), esta superficie se presenta como una orla erosiva al norte de la Cuenca de Almazán que enlaza topográficamente los relieves montañosos arrasados de las sierras de la Demanda y Urbión con los niveles finales de colmatación de la Cuenca del Duero (calizas de los páramos). Para estos autores, el final de elaboración de esta superficie debe de corresponder al Turoniense-Plioceno, ya que es la edad generalmente admitida para las calizas de los páramos. Benito-Calvo y Pérez-González (2007), presentan una cronología diferente para la formación de esta superficie de erosión, proponiendo que se desarrolló en el Mioceno Medio ya que consideran que es coetánea con depósitos aluviales del Astarciense (Aragoniense superior). La denominan SE2 y sugieren que se formó bajo condiciones climáticas áridas y cálidas. En el sector estudiado la superficie de erosión no corresponde con las fases finales de su elaboración ya que es previa a los sedimentos neógenos que la fosilizan. La presencia de relieves residuales corroboraría también esta circunstancia.

b) Encajamiento del drenaje

El encajamiento y formación de la red de drenaje actual, comenzó en el momento en que la Cuenca de Almazán pasó de ser una cuenca endorreica a exorreica. Este exorreísmo se produjo a comienzos del Cuaternario probablemente como consecuencia de una captura fluvial de la Cuenca del Duero por parte del drenaje procedente del Océano Atlántico (Martín-Serrano, 1988).

Inicialmente, la incisión afecta a los materiales neógenos poco consolidados dando lugar al desarrollo de interfluvios alomados (Figura 8). El dismantelamiento de esta cubierta permite la exposición de la superficie de erosión analizada en el apartado anterior. El progresivo encajamiento del drenaje va desarrollar diferentes modelados estructurales en el soporte geológico. Se diferencian algunas cuestas, que conforman la combe de Aylagas, desarrollada sobre materiales plegados del Cretácico y pequeñas plataformas poco definidas sobre depósitos neógenos (Figura 8).

Sin embargo el elemento más significativo relacionado con la incisión fluvial es el Cañón del Río Lobos. En general se trata de un cañón fluvioikárstico (Figura 8) que presenta un trazado meandriforme, producto de la sobreimposición del río Lobos. Inicialmente el río discurría sobre materiales neógenos horizontales con este patrón, y al profundizar y alcanzar los materiales plegados y resistentes del Cretácico superior mantiene su geometría meandriforme. Aparecen así meandros encajados que es posible clasificar como "intrenched meanders" debido a sus secciones transversales simétricas que indican una tasa de incisión suficientemente rápida que minimiza la migración lateral de los meandros (Summerfield, 1991). El trazado de algunos meandros parece controlado por la fracturación a escala fotogeológica.

Las laderas del cañón presentan cantiles verticales, en su parte superior coincidiendo con calizas masivas resistentes, y segmentos escalonados, en el tramo inferior en el que la litología está compuesta por alternancia de margas y calizas. Así, corresponden a un caso intermedio entre las dos clases de vertientes en cañones fluvioikársticos, verticales o escalonadas, definidas por Nicod (1975).

c) Derrubios estratificados de ladera

Probablemente, uno de los elementos característicos del modelado del Cañón del Río Lobos son los derrubios estratificados (Figura 8). Se trata de acumulaciones de sedimentos en laderas que aparecen formando secuencias, en las que alternan niveles detríticos pobres en finos y otros ricos en ellos, dando al conjunto una apariencia estratificada (Pedraza, 1996).

Estas acumulaciones aparecen a lo largo de todo el cañón. Constituyen taludes con una pendiente media entorno a los 30° que conectan los escarpes verticales de su parte superior con el fondo del valle. Se desarrollan tanto en las laderas orientadas al Norte como las orientadas al Sur, si bien en las primeras aparecen recubiertas por una vegetación arbórea densa.

Las características de estos derrubios han sido estudiados en punto de extracción de material de coordenadas UTM 30T 04951744621560. El depósito tiene alrededor de 3,8 m de espesor total y se pueden diferenciar dos unidades. En la unidad inferior se distinguen tres tramos de muro a techo. El tramo basal está formado al menos por 1,20 m de clastos calizos angulosos de 3 cm de tamaño medio soportados por una matriz limosa que destaca por su color anaranjado. El nivel intermedio, de 40 cm de espesor, se compone de clastos calizos muy heterométricos con tamaños que oscilan entre 2 y 20 cm. No presentan matriz, por lo que se trata de una textura abierta clastosostenida, pero sí cemento carbonatado. Por último, el tercer tramo está formado por 80 cm de clastos calizos angulosos con un tamaño medio de 1 cm soportados también por una matriz de limos anaranjada y está recubierto por unos 20-30 cm de suelo. La unidad superior está formada por un único tramo de unos 80 cm de espesor, formado por clastos muy heterométricos, con tamaños comprendidos entre 2 y 30 cm soportados por una matriz de color grisáceo. Esta unidad superior queda recubierta por 40-50 cm de suelo (Figura 10b)

La formación de los derrubios estratificados comienza con la generación de clastos a partir de procesos de gelifracción en un escarpe rocoso que, posteriormente, caen por gravedad y se acumulan al pie del escarpe. El origen de la matriz limosa se asocia con procesos de meteorización química de la parte superior del depósito. Tampoco se descarta la microgelifracción y la acumulación eólica de loess (Coltorti y Dramis, 1987). El color anaranjado de la matriz podría derivar de procesos edáficos asociados a una cubierta vegetal. La falta de matriz en algunos niveles se interpreta como resultado de un lavado por agua procedente de la fusión de neveros que cubren las laderas durante periodos climáticos más fríos (Coltrori y Dramis, 1987).

Cabe destacar la funcionalidad de estos procesos en la actualidad, ya que se observa cierto avance de los derrubios sobre estructuras actuales como la carretera que discurre por el fondo del cañón (Figura 10a).

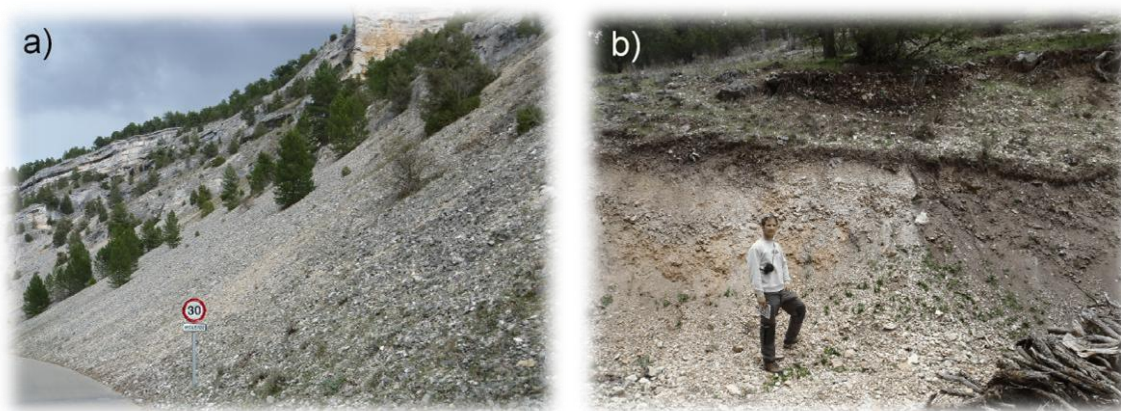


Figura 10. Derrubios estratificados avanzando sobre la carrera que discurre por el fondo del cañón (a) y corte estudiado (b).

Este tipo de depósitos son muy típicos en montañas calcáreas de áreas mediterráneas y su génesis se atribuye a ciclos de hielo y deshielo diurnos, ocurridos durante fases frías del Cuaternario (Coltorti y Dramis, 1987). La existencia de este tipo de acumulaciones en el sector oriental de la Cordillera Ibérica ha sido descrita por Peña *et al.* (1998), estableciendo tres etapas de generación de derrubios estratificados durante el Pleistoceno superior-Holoceno. No disponemos de datos cronológicos, pero al menos se podrían diferenciar dos etapas, en función de la existencia o no de matriz anaranjada, pudiendo corresponderse los niveles con dicha matriz anaranjada a la etapa de generación de derrubios pre LGM, y el nivel con matriz grisácea a la etapa holocena, tal y como se describe en Peña *et al.* (1998).

d) Terrazas, llanura de inundación y valles de fondo plano

En el tramo del Cañón del Río Lobos estudiado no aparecen restos de terrazas pleistocenas, hecho que puede estar relacionado con el predominio de la incisión en la génesis del cañón. Al sur de Ucero, sin embargo, se puede diferenciar un nivel de terraza (Figura 6), preservado en la margen izquierda, a una altura de 10 m sobre el cauce actual del río. Se trata de una terraza de tipo “strath” con un depósito masivo de 2,5 m de potencia formado por clastos redondeados polimícticos de tamaño variable entre 5 y

10cm empastados en una matriz lutítico-arenosa de color rojizo (Figura 11a). Estas características se han observado en un punto con coordenadas UTM 30T 04961544618017.

Por otro lado, la llanura de inundación, ocupa una estrecha franja a lo largo del cañón hasta llegar a la confluencia con el río Chico, donde se extiende de manera significativa, para volver a estrecharse a su paso por el pueblo de Utero (Figura 8). La altura respecto al canal actual oscila entre 1 y 2 m. En un punto intermedio del cañón, de coordenadas UTM 30T 04949474621883, el depósito de la llanura de inundación está compuesto por un nivel basal de gravas subangulosas imbricadas con tamaño máximo de 15 cm (Figura 11b). Por encima se dispone un paquete de 1,5 m de arenas finas masivas con alguna pasada de limos en el que se pueden diferenciar dos tramos separados por una superficie neta. El inferior, de unos 70 cm, presenta decoloraciones generalizadas asociadas con procesos de bioturbación mientras el superior carece de estos rasgos. Es posible por tanto diferenciar al menos dos fases de actividad hidrológica reciente en el desarrollo de la llanura de inundación que situamos cronológicamente en el Holoceno. La red de drenaje de menor orden está ocupada ocasionalmente por rellenos aluviales de fondo de valle que se correlacionan con la llanura de inundación. Estos valles de fondo plano aparecen representados en el sector meridional del área de estudio (Figura 8).



Figura 11. Aspecto de los depósitos asociados a la llanura de inundación (a). Detalle de la diferente coloración que muestran las arenas y limos que forman parte del depósito (b).

4.2 El sistema endokárstico de La Galiana

El sistema endokárstico de La Galiana, se compone de tres cuevas conocidas como Galiana Alta, Galiana Baja y Cueva del Lago situadas a distintos niveles topográficos respecto al río Lobos. En la actualidad, las dos primeras constituyen cavidades prácticamente fósiles mientras que la Cueva del Lago funciona como exutorio del acuífero kárstico y supone el punto de alimentación principal del río Utero. Tanto La Galiana Alta como La Galiana Baja presentan desarrollo básicamente horizontal y corresponden a cavidades de conducto único con patrón angular (Easterbrook, 1993). Desde el punto de vista espeleogenético, los conductos funcionaron inicialmente bajo condiciones freáticas para pasar posteriormente a una dinámica vadosa y quedar fosilizadas posteriormente conforme se produjo el encajamiento del sistema fluvial Lobos-Utero.

Para la descripción de los depósitos observados en las cavidades se ha seguido la clasificación propuesta por Ford y Williams (1989), que aparece sintetizada en la tabla 1.

Fuente	Tipo de depósito	Origen
Alóctonos	Clásticos	Fluvial (gravas y arenas)
Autóctonos	Clásticos	Fluvial (gravillas y arenas)
		Meteorización (arcillas de descalcificación)
	Químicos	Precipitados de calcita
		Goteo y flujo (estalctitas, estalagmitas, columnas, cortinas, coladas, gour))
		Erráticas (coraloides y moonmilk)
		Subaquosas (coraloides, rimsto dams)
		Oxidos de manganeso (envueltas)

Tabla 1. Resumen de la clasificación de depósitos internos localizados en el sistema endokárstico de La Galiana a partir de la clasificaciones propuestas por White (1988) y Ford y Williams (1989).

4.2.1 La Galiana Alta

a) Características generales

Se trata de una cavidad sin actividad hidrológica actual. De acuerdo con el perfil estratigráfico levantado se desarrolla en la Fm. Hontoria del Pinar, de edad Santoniense inferior (Floquet, 1991). Su entrada se encuentra a 1099 msnm, posee un desarrollo longitudinal de 223 m y un desnivel de 13 m (Fernández-Tabera, 1985). Es una cueva de fácil accesibilidad con una entrada en forma de arco de 4,5 m de ancho por 6 de alto, bajo la cual aparece un pequeño refugio de unos 7 m de longitud, 3 m de anchura y 2-2,5 m de altura (Figura 13), formado por erosión de materiales detríticos de relleno. Se compone de una sola galería de trazado anguloso sin bien el desarrollo principal tiene una orientación aproximada 110 y con sección más o menos circular. Existe una buena adecuación entre las fracturación y el desarrollo geométrico de la galería, especialmente con la red de fracturas medidas a escala de afloramiento (90-110 y 010-030) (Figura 12).

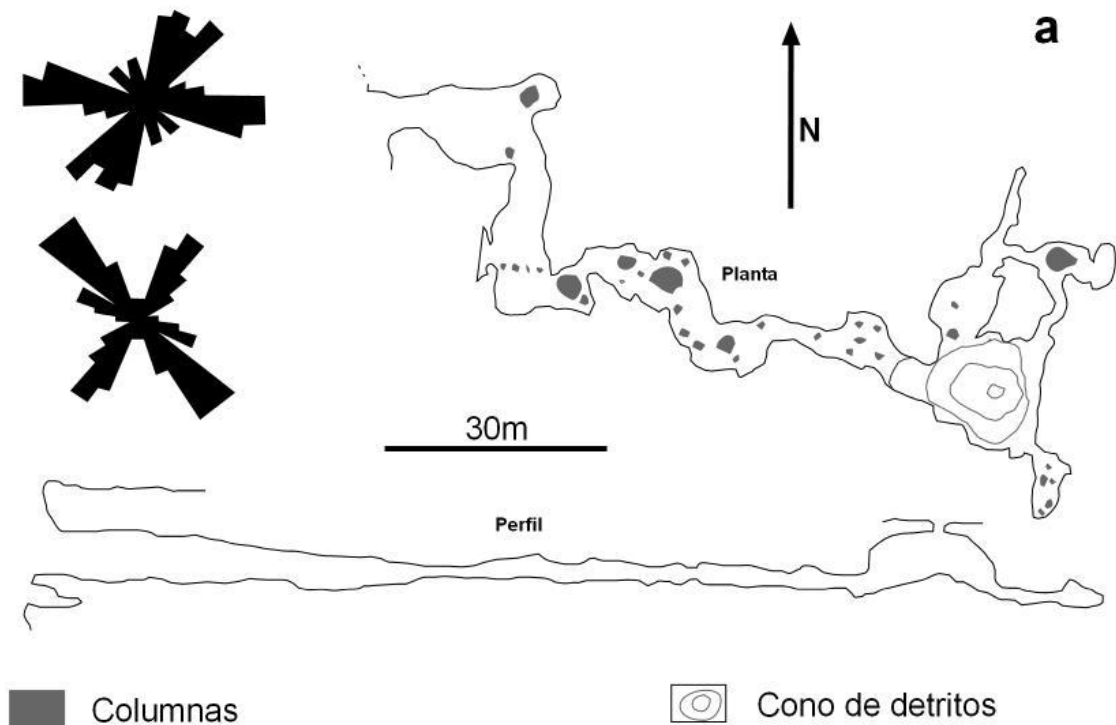


Figura 12. Topografía de La Galiana Alta (modificado de Fernández-Tabera (1985)) y relación con la fracturación mediada en campo (arriba) y en foto aérea (abajo).

La gran entrada da paso a una amplia galería conduce a un conducto más angosto, ornamentado con numerosas columnas y estalagmitas de gran tamaño (Figura 14a), que conecta con una sala abovedada con morfologías de disolución (cúpulas) y un colapso que conecta con el exterior (Figura 14b). A su pie aparece un cono de detritos. De esta sala, parte y llega otra galería en forma de bucle con gran cantidad de estalagmitas y estalactitas. En general la parte externa de los espeleotemas presenta signos de corrosión y desarrollo de recubrimientos carbonatados de alteración tipo moonmilk. Se trata de masas blancas de carbonato frecuentes en cuevas secas y bien ventiladas (Ford y Williams, 1989). La posición topográfica de galería indica que su desarrollo tiene lugar inmediatamente por debajo del contacto entre los materiales cretácicos arrasados y los sedimentos neógenos. El colapso que conecta con el exterior en la sala abovedada final así lo demuestra.



Figura 13. Sección circular de la entrada principal de La Galiana Alta y refugio inferior.



Figura 14. Estalagmita cilíndrica en La Galiana Alta (a) y cúpulas de disolución con colapso asociado en el techo de la sala más interna (b).

El abrigo de la entrada corresponde a una profundización del conducto circular inicial. Se encuentra relleno de materiales detríticos externos fluviales (gravas y arenas). Sobre ellos se desarrollan grandes estalagmitas que aparecen englobadas por potentes coladas estalagmíticas.

b) El relleno endokárstico basal

Se trata de un depósito de unos 3,8 m de potencia cuyos primeros 1,2 m quedan conformados por materiales detríticos alóctonos, posiblemente heredados de las formaciones neógenas supra yacentes y arrastrados al interior de la cavidad a través de colapsos generados en su techo. Este tipo de depósitos se generan durante los últimos estadios de formación de cavidades, a partir de flujos de agua en condiciones vadosas y en cuevas que se encuentran muy cerca lateralmente del nivel de base (Stock *et al.*, 2005). Queda conformado, de base a techo, por 55 cm de arenas de tonos marrones, laminadas, de tamaño medio; 30 cm de un cuerpo canaliforme formado por conglomerados de clastos polimícticos redondeados, de 3 cm de tamaño medio, empastados en una matriz arenosa; 15 cm de arenas rojas de tamaño de grano medio, masivas, y por último 20 cm de arenas de características similares a las anteriores pero color amarillento. Todo el conjunto se encuentra muy cementado. Sobre estos detríticos, se dispone una colada calcítica de 80 cm de espesor, y sobre esta, una potente acumulación de unos 1,9 m conformada por grandes estalagmitas englobadas en una colada estalagmítica (Figura 15).



Figura 15. Muestreo para paleomagnetismo en la colada estalagmítica del relleno endokárstico basal.

De cara a establecer una aproximación cronológica de estos depósitos se extrajeron 13 muestras a lo largo del perfil (Figuras 15 y 16), tanto en depósitos detríticos finos como en coladas estalagmitas para el estudio de su polaridad magnética. A pesar de que los depósitos detríticos son más susceptibles de poseer una buena señal paleomagnética, asociada a la presencia de minerales ferromagnéticos, las muestras estudiadas no ofrecen resultados coherentes.

Sin embargo, las muestras extraídas de las coladas carbonatadas, sí que muestran resultados concluyentes, de manera que todas las muestras, a excepción de una, presentan polaridad inversa. Estos resultados parecen indicar que las coladas estalagmíticas son menos susceptibles de haber sufrido removilizaciones posteriores a su depósito (Stock *et al.*, 2005). Con estos resultados es posible indicar que el relleno de la base de La Galiana Alta, con polaridad inversa, es anterior al límite Matuyama-Brunhes localizado en 780 ka (Figura 16). Como consecuencia, el desarrollo de La Galiana Alta debería de producirse con anterioridad o durante el Pleistoceno inferior (2,59-0,78 Ma) coincidiendo con el Chron Matuyama de polaridad predominantemente inversa.

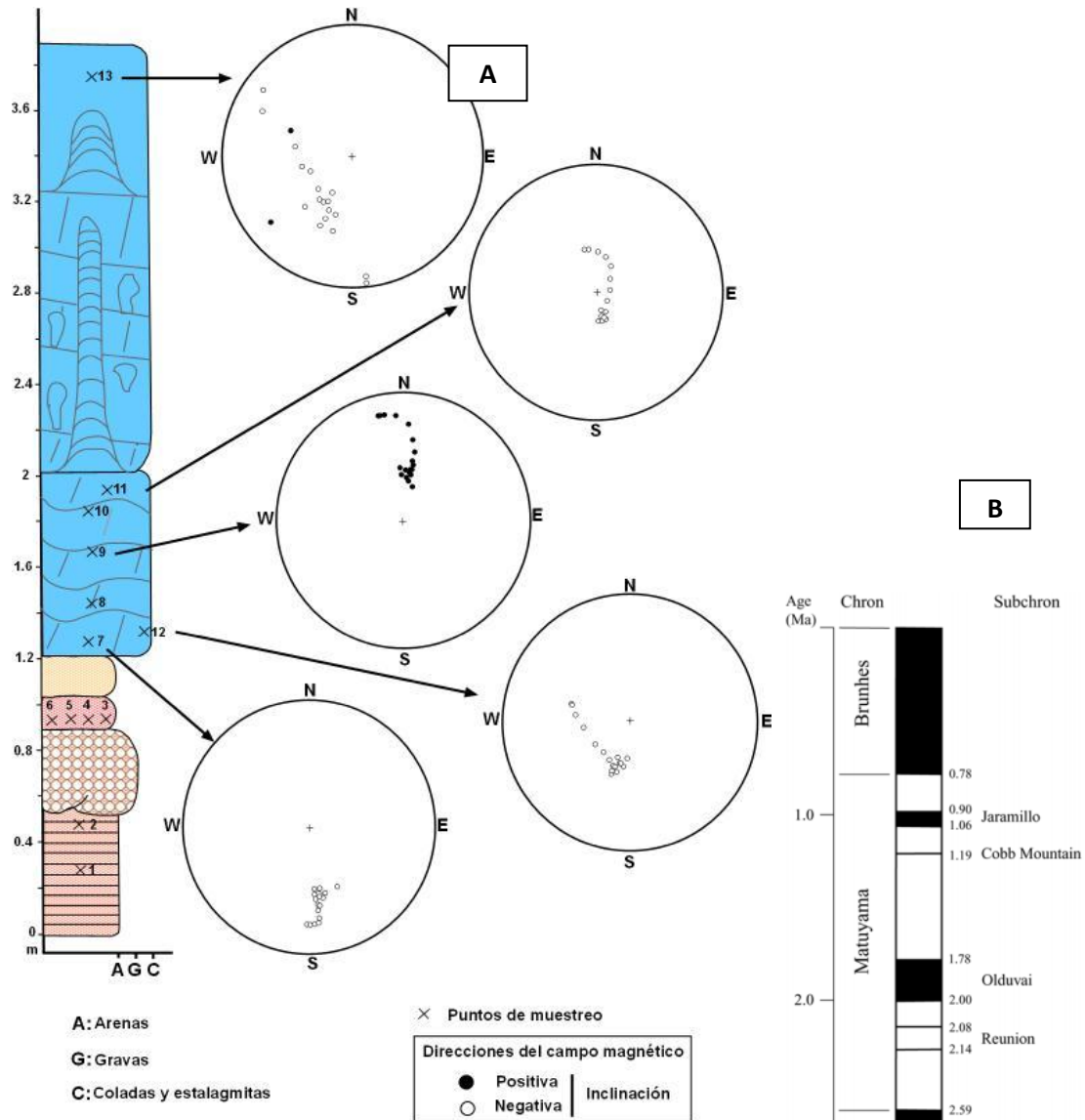


Figura 16. Resultados paleomagnéticos. A: Columna del relleno endokárstico basal, puntos de muestreo y proyección estereográfica de las direcciones paleomagnéticas. Los círculos negros representan direcciones normales y los blancos direcciones inversas. B: Cambios de polaridad para los últimos 2,7 M.a aproximadamente. Fuente: U.S Geological Survey Open- File Report 03-187.

4.2.2 La Galiana Baja

a) Características generales

La Galiana Baja se desarrolla en la Fm. Muñecas, de edad Turoniense superior-Coniaciense inferior (Floquet, 1991). Presenta actividad hidrológica estacional fundamentalmente durante los meses de invierno-primavera con inundación temporal de los tramos inferiores. La entrada se ubica a 966 msnm. Posee una longitud de 1330 m y un desnivel máximo de 13 m. Se compone prácticamente de una sola galería lineal de dirección predominante 120-130. Además, posee galerías secundarias, que conforman el final de la cavidad y que guardan relación con la fracturación de la zona, ya que siguen direcciones comprendidas entre 010 y 045. Otras pequeñas galerías situadas al comienzo de la cueva muestran direcciones transversales. Se accede a ella a través de una entrada en forma de arco de unos 7x3 m a cuyo pie se desarrolla un talud de detritos que conecta, a través de una amplia galería, con una sala con grandes bloques. Continuando por la galería, se llega a una zona con grandes gours y un pequeño lago. Tras ella, se alcanza la “Sala del Bosque”, en la cual se desarrollan gran cantidad de estalactitas y estalagmitas. En la zona final de la cavidad, la galería conocida con el nombre de “Gran vía”, adquiere unas dimensiones importantes como presencia de numerosos bloques de gran tamaño procedentes de colapsos del techo. La visita a La Galiana Baja está gestionada por la empresa Soriaventura de turismo activo.

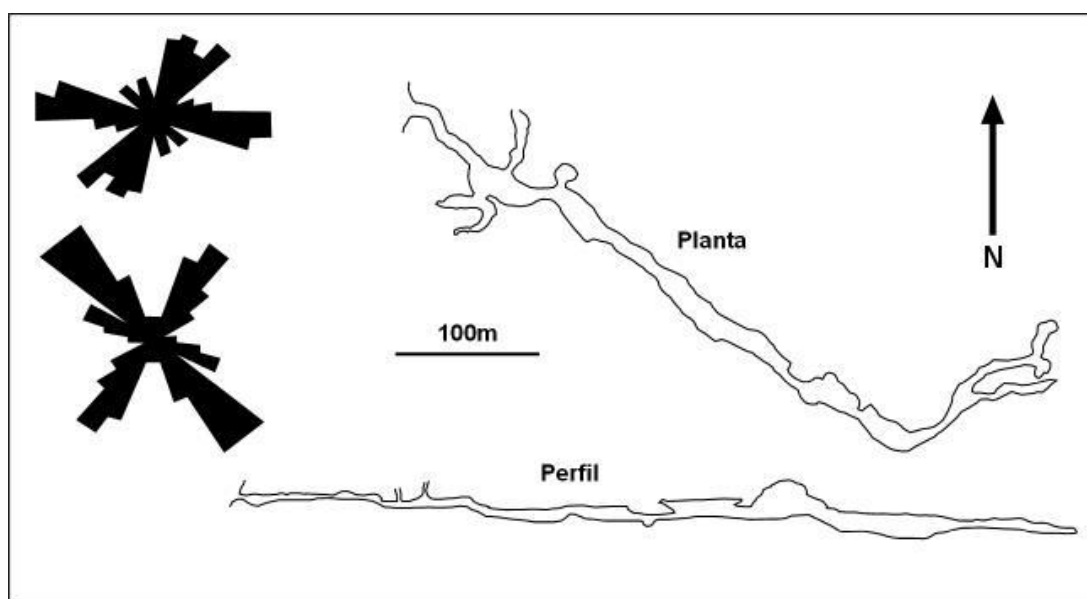


Figura 17. Topografía de La Galiana Baja (modificado de Fernández (1979)) y relación con las familias de fracturas mediadas en campo (arriba) y en foto aérea (abajo).

b) Los depósitos internos

Junto con frecuentes rasgos de erosión (cúpulas en los techos y golpes de gubia en las paredes) (Figura 18), La Galiana Baja se caracteriza por una elevada ornamentación espeleotémica, acumulaciones de bloques, depósitos detríticos y áreas inundadas.



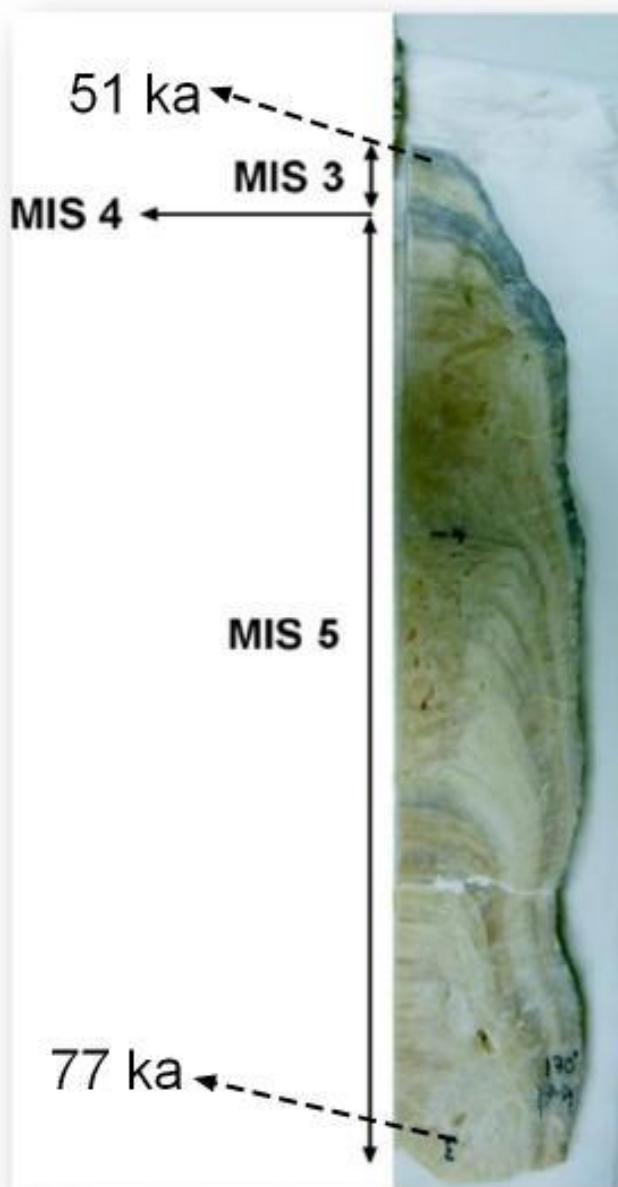
Figura 18. Morfologías erosivas desarrolladas en el techo de la cavidad siguiendo la red de fracturas.

Las morfologías erosivas aparecen por la disolución de la roca soporte en condiciones de flujo turbulento forzado. Las cúpulas se desarrollan en los techos de las cavidades por el efecto erosivo de remolinos ascendentes bajo condiciones de alta presión. Los golpes de gubia o *scallops*, corresponden a ondulaciones en las paredes transversales a un flujo de agua turbulento bajo condiciones freáticas, si bien en este caso también pueden generarse bajo condiciones vadosas. Ambas son morfologías de disolución, si bien, la abrasión puede jugar un papel importante en caso de que el flujo de agua posea sedimento en suspensión (Trudgill, 1985).

Dentro de los depósitos internos destacan los espeleotemas y, especialmente, las estalagmitas. Su formación está asociada a la desgasificación del agua saturada en calcita producida como consecuencia del impacto del goteo sobre una base inferior (Ford y Williams, 1989; Sweeting, 1972). Se diferencian hasta tres tipos básicos que a su vez, se podrían corresponder con tres etapas de desarrollo estalagmítico separadas en el tiempo. Las estalagmitas correspondientes a la etapa más antigua presentan gran tamaño, pudiendo alcanzar los 3 m de altura y diámetros máximos de 1-1,5 m, con morfologías cónicas o desarrollos platformes.



Figura 19. Acumulaciones de bloques (a) y arcillas laminadas y gravas con envoltas de óxidos de manganeso (b)



La fase estalagmítica intermedia está representada por formaciones de geometría cilíndrica con crecimientos laterales ramificados (Figura 21a), cuya génesis se puede relacionar con variaciones en la localización de los puntos de goteo, tal y como indica la inclinación de las estalactitas de origen. Especial desarrollo adquieren en la zona denominada El Bosque. Se trata de estalagmitas de diámetro comprendido entre 15 y 30 cm y alturas que alcanzan los 2 m. Mediante técnicas de U/Th se ha datado base y techo de una de estas estalagmitas. Las edades obtenidas son 77 ka y 51 ka respectivamente (Tabla 2), con rangos muy bajos de error debido al bajo contenido en detríticos de las muestras. La estructura interna de la estalagmita (Figura 20) indica que la mayor parte de su desarrollo coincide con el final del estadio isotópico marino (MIS5) y que existe un repunte de la actividad estalagmítica en el estadio MIS3 y un hiato coincidiendo con el estadio par MIS4.

Figura 20. Corte longitudinal de la estalagmita (Vin) datada mediante U/Th, extraída de la Sala del Bosque en La Galiana Baja.

La tercera fase estalagmítica está representada por formaciones con morfología cilíndrica (Figura 21b), diámetro inferior a los 10 cm y longitud que puede superar los 70 cm. Otra muestra datada mediante U/Th indica edades de 7 ka y 5 ka correspondientes a base y techo respectivamente (Tabla 2). Se trata por tanto de estalagmitas holocenas (MIS1). No se descarta que la parte superior de algunas de estas estalagmitas presente, en ocasiones, funcionalidad actual.

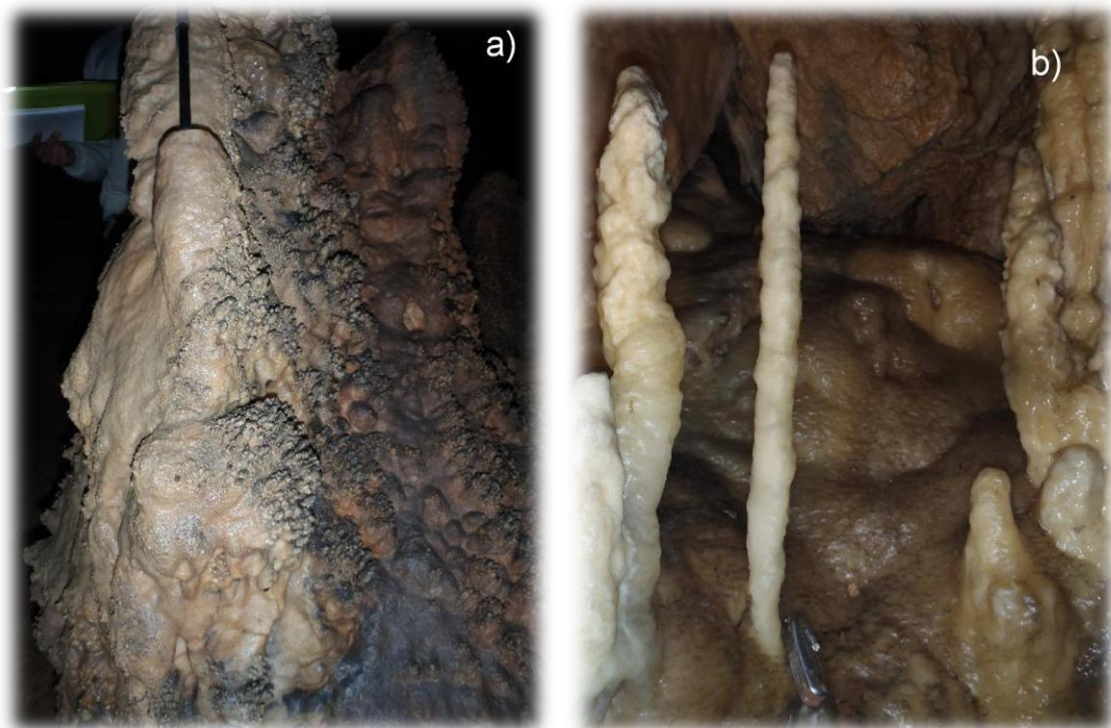


Figura 21. Estalagmita con morfología arborescente perteneciente a la primera fase estalagmítica cubierta de coraloides y óxidos de manganeso (a) y estalagmita cilíndrica perteneciente a la fase estalagmítica holocena (b).

Los estadios isotópicos marinos impares, especialmente MIS5 y MIS1, son períodos favorables para el desarrollo de registros estalagmíticos tanto a escala global (Henning *et al.*, 1983), como peninsular (Durán, 1988) y regional (Moreno *et al.*, 2013) y se caracterizan por condiciones paleoambientales biostáticas de tendencia húmeda y cálida.

Son frecuentes también las coladas estalagmíticas, diferentes tipos de estalactitas y macarrones y banderas. Se ha datado una colada que ofrece una edad de U/Th de 224 ka. Esta colada corresponde al estadio MIS7, de características paleoambientales similares a las anteriores. A su vez, conviene destacar que es la edad absoluta más antigua obtenida hasta el momento en La Galiana Baja.

También llama la atención el desarrollo de coraloides y la presencia de envueltas de óxidos de manganeso (Figura 19b y 21a). Los primeros aparecen en condiciones subaéreas sobre estalagmitas y paredes, pero también subacuáticas en laterales de zonas encharcadas. Se trata de formas globulosas con estructura interna compuesta por láminas concéntricas que se desarrollan por un flujo de agua lento desde el interior del elemento soporte (Sweeting, 1972). Por su parte las envueltas de manganeso son frecuentes recubriendo estalagmitas, coraloides y paredes de la cavidad. El manganeso reducido se encuentra disuelto en agua, procedente de la caliza soporte. La precipitación se produce como consecuencia de flujos de aire que oxigenan el agua y oxidan el manganeso (Ford y Williams, 1989).

Entre los registros clásticos se diferencian depósitos fluviales y acumulaciones de bloques (Figura 19a). A su vez, entre los primeros, es posible distinguir arcillas rojas laminadas (Figura 19b) y arenas blancas y gravillas. Las primeras son frecuentes en la mitad más exterior de La Galiana Baja. La colada datada a 224 ka recubre estas arcillas por lo que son anteriores a esa edad. En principio, podrían corresponder a arcillas de

descalcificación, si bien no se descarta la entrada de lutitas neógenas alóctonas por el sistema de fracturas que afecta al sustrato. Las arenas blancas aparecen en el sector más interno de la cueva (Gran Vía) y responden a arrastres de Arenas de Utrillas por los conductos endokársticos desde zonas en las que estos materiales quedan por encima del nivel freático. En este sector, junto con la zona más próxima a la entrada, son frecuentes las acumulaciones de bloques que se separan gravitacionalmente del techo aprovechando la fracturación.

²³⁰Th dating results. The error is 2σ error.

Sample Number	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	²³⁰ Th / ²³² Th (atomic x10 ⁻⁴)	δ ²³⁴ U* (measured)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	δ ²³⁴ U _{initial} (correct)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)
Vin-0	192,2 ±0,3	1327 ±27	1637 ±33	308,3 ±1,7	0,6853 ±0,0014	78063 ±268	77918 ±286	384 ±2	77855 ±286
Vin-41	197,7 ±0,5	366 ±7	4586 ±93	341,9 ±2,7	0,5151 ±0,0016	51625 ±241	51586 ±243	395 ±3	51523 ±243
Tur-0	375 ±1	502 ±10	992 ±20	297,6 ±2,2	0,0806 ±0,0003	6975 ±32	6945 ±38	303 ±2	6882 ±38
Tur-74	313 ±1	927 ±19	384 ±8	399,0 ±3,2	0,0691 ±0,0003	5509 ±30	5447 ±52	405 ±3	5384 ±52
N1	177,5 ±2,2	3368 ±73	1024 ±27	279,5 ±12,2	1,1790 ±0,0230	224479 ±14975	224116 ±14928	526 ±32	224054 ±14928

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) and $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-5}$ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

* $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{1234 \times T}$.

Corrected ²³⁰Th ages assume the initial ²³⁰Th/²³²Th atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth ²³²Th/²³⁸U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

***B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.

Tabla 2. Datos U/Th obtenidos del muestreo realizado en La Galiana Baja. Las siglas Vin y Tur se corresponden con estalagmitas y N1 con una colada.

4.2.3 La Cueva del Lago

Se trata de una pequeña cavidad desarrollada en la Fm. Muñecas de edad Turoniense superior-Coniaciense inferior (Floquet, 1991), en el mismo nivel estratigráfico en el cual se desarrolla La Galiana Baja, pero desplazada lateralmente y topográficamente en un nivel más bajo debido, probablemente, al buzamiento de la serie. Su entrada se ubica a 961 msnm, queda conformada por una sola galería de dirección aproximada 090 (Figura 22) y posee un desarrollo de 89 m. En su interior se encuentra un lago cuya superficie está a 953 msnm, coincidiendo con la altura del nivel de base actual, y el cual conecta de manera sifonada con la surgencia del río Ucero (Figura 23).

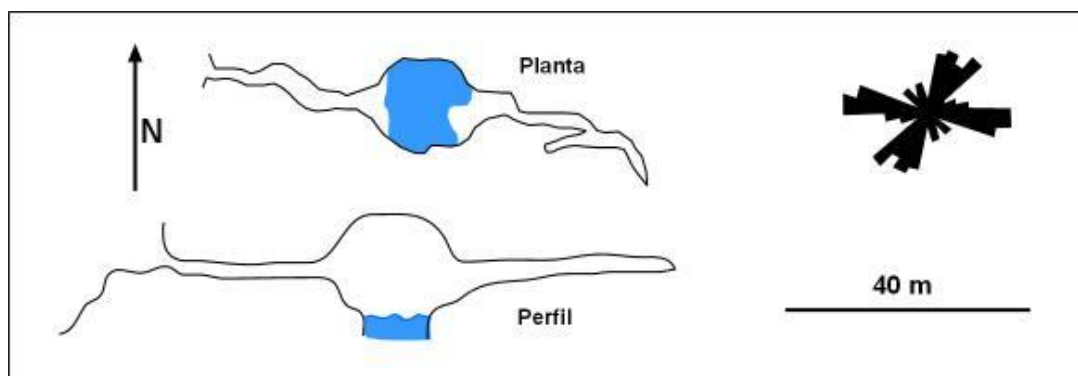


Figura 22. Topografía de La Cueva del Lago (modificado de Fernández-Tabera (1979)) y relación con la red de fracturas medidas en campo.



Figura 23. Surgencia del río Ucero asociada a La Cueva del Lago.

4.2.4 Espeleogénesis y evolución del sistema endokárstico

Considerando las características morfológicas y la ordenación morfoestratigráfica de los depósitos internos de La Galiana expuestos anteriormente es posible realizar una aproximación espeleogenética del sistema endokárstico. A su vez, teniendo en cuenta la posición morfotopográfica de las diferentes cavidades y la información cronológica disponible se puede avanzar en el cálculo de tasas de incisión fluvial del río Lobos durante el periodo de espeleogénesis.

a) Espeleogénesis del sistema endokárstico

Los tres niveles de galerías que constituyen el sistema endokárstico de La Galiana marcan fases de estabilización en el encajamiento progresivo del nivel de base representado por el río Lobos. Todos los niveles comienzan con una fase freática y, desde ese momento, permanecen en condiciones vadosas. La fase freática coincide con un momento de estabilización del nivel freático, mientras que el período vadoso se inicia cuando progresa el encajamiento fluvial.

- Fase freática. Durante este período de circulación forzada se desarrollan las secciones circulares, junto con morfologías erosivas como cúpulas y golpes de gubia.

- Fase vadosa. El flujo de agua libre tiende a incidir la base del conducto circular anterior y se genera una sección en forma de "ojo de cerradura". A partir de este momento se suceden caídas gravitacionales de grandes bloques, entrada y acumulación de sedimentos fluviales alóctonos y autóctonos y desarrollo de espeleotemas de diferentes tipos. Estos tres tipos de procesos pueden repetirse y/o alternarse en el tiempo. En La Galiana Alta aparecen importantes depósitos fluviales alóctonos recubiertos por coladas, que presentan polaridad inversa (Pleistoceno inferior, Chron Matuyama, 2,59-0,78 Ma), y grandes estalagmitas y columnas. En La Galiana Baja son frecuentes las acumulaciones

de bloques, los depósitos fluviales autóctonos y una gran variedad de desarrollos espeleotémicos. Al menos se diferencian tres generaciones de estalagmitas con morfologías diferentes. Las dos más modernas se han desarrollado a 77-51 ka (MIS5 y MIS3) y 7-5 ka (MIS) respectivamente. A su vez, una colada estalagmítica ha sido datada en 224 ka (MIS7).

En la actualidad, La Galiana Alta constituye una galería totalmente fosilizada y los espeleotemas muestran signos de alteración y recubrimientos de moonmilk. Por otro lado, La Galiana Baja todavía mantiene cierta actividad hidrológica con goteos continuos permanentes, crecimientos asociados de estalactitas y estalagmitas e inundaciones esporádicas de los sectores más bajos con aparición de pequeños lagos semipermanentes. En algunos sectores de La Galiana Baja son también frecuentes los coraloides relacionados con la ventilación y los precipitados de óxidos de manganeso.

b) Tasas de encajamiento fluvial

Las características del sistema endokárstico de La Galiana, compuesto por tres cuevas principales situadas a distintos niveles topográficos respecto al nivel de base local (río Lobos), representan, a priori, un escenario adecuado para poder obtener tasas de incisión fluvial.

De partida, conviene indicar que el desarrollo de galerías horizontales prácticamente marca la posición del nivel freático, que a su vez coincide el punto de descarga (Stock *et al.*, 2005). Así, la cota topográfica de la cavidad marca la posición del nivel de base e indica una fase de estabilización en el encajamiento del nivel de base. Considerando las alturas a las que se encuentran La Galiana Alta (1099 m), La Galiana Baja (966 m) y el punto de descarga actual (953 m), la diferencia topográfica entre el primer y último punto es 146 m, mientras que entre los dos puntos segundos la separación es de 13 m (Tabla 3).

Sin embargo, el cálculo de la tasa de encajamiento del río Lobos durante el Cuaternario presenta una limitación derivada de los datos cronológicos disponibles. En este sentido, las edades se han obtenido a partir de los sedimentos internos que se acumulan en condiciones vadosas después de haberse formado las galerías inicialmente en condiciones freáticas. Así, el desarrollo de la galería tiene lugar con anterioridad a las edades. Por otro lado, no existe certeza de que los depósitos datados sean los más antiguos registrados en las cavidades. En cualquier caso, La Galiana Alta se formó antes de 780 ka y La Galiana Baja, antes de 225 ka. Como consecuencia el tiempo transcurrido entre el desarrollo de las dos galerías es como mínimo del orden de 550 ka (Tabla 3). Por otro lado, el rebajamiento desde La Galiana Baja hasta la posición de la surgencia actual (nacimiento del río Ucero) se produce en un lapso de tiempo mínimo de 225 ka (Tabla 3). Como consecuencia, las tasas de encajamiento fluvial derivadas corresponden a valores máximos.

Considerando los datos espaciales y temporales establecidos, la tasa de incisión máxima entre La Galiana Alta y La Galiana Baja es de unos 187 mm/ka, y entre La Galiana Baja y el cauce actual del sistema fluvial Lobos-Ucero es de 58 mm/ka (Tabla 3). Dada la naturaleza de los datos cronológicos se estima que la segunda tasa debe de aproximarse más a la realidad. En cualquier caso, las tasas de encajamiento fluvial a lo largo del Cuaternario han podido ser variables.

Cueva	Tiempo (ka)	Incisión (mm)	Tasa de incisión (mm/ka)
Galiana Alta	780	146000	187
Galiana Baja	225	13000	58

Tabla 3. Tasas de incisión del río Lobos obtenidas a partir de las alturas y edades de las cuevas de La Galiana Alta y Baja y posición del nivel de base actual.

Las tasas de incisión fluvial calculadas se aproximan a las indicadas en otros sistemas endokársticos similares al de La Galiana. Así, Fei *et al.* (2004) presentan tasas de incisión del río Qianyou, en las montañas Qinling (China) comprendidas entre 23 mm/ka y 51 mm/ka. A su vez, Stock *et al.*, (2004), obtienen tasas de incisión en Sierra Nevada (California) comprendidas entre 30 mm/ka y 200 mm/ka.

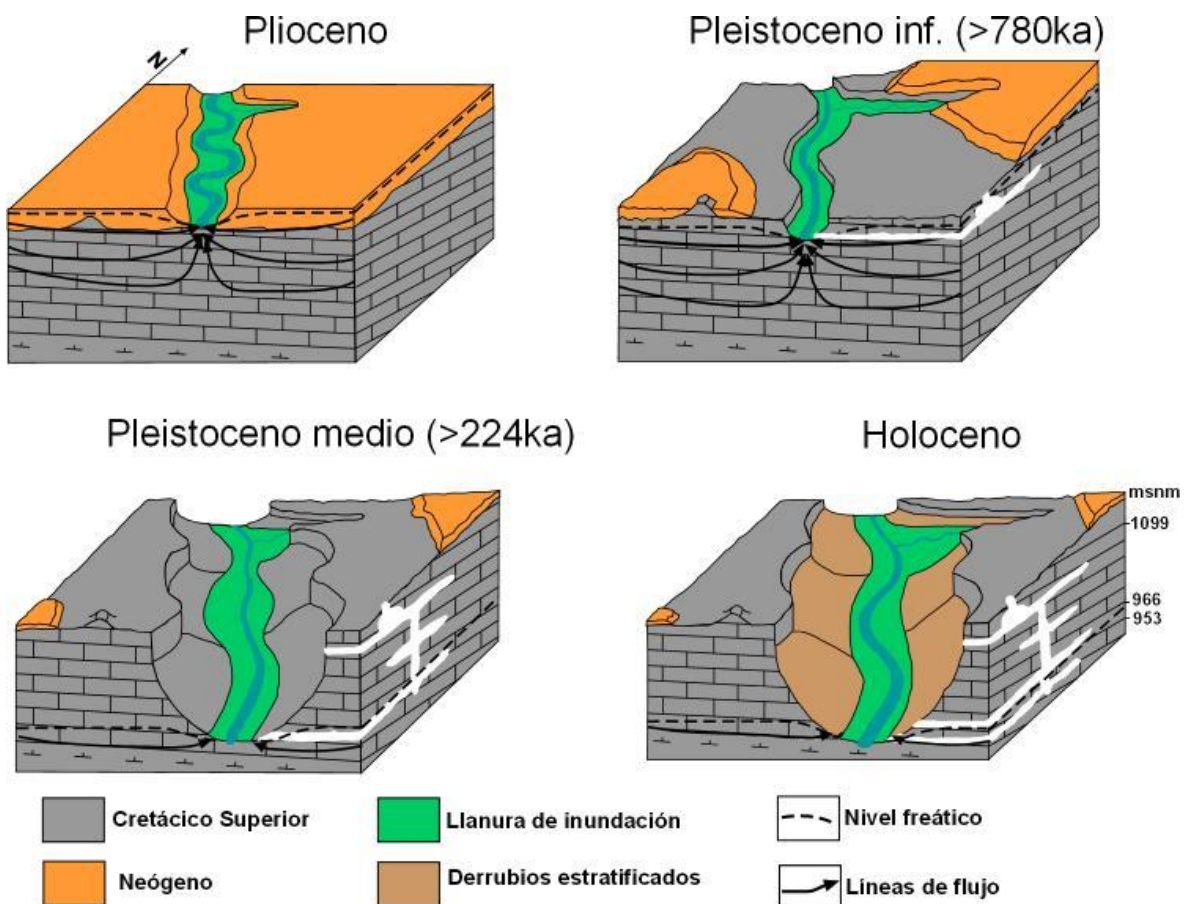


Figura 11. Esquema evolutivo del Cañón del Río Lobos.

5 CONCLUSIONS

The study of La Galiana endokarstic system, located in the Río Lobos Canyon near the Ucero village (Soria province) has led to establish the following conclusions:

- a) The Galiana endokarstic system is developed on carbonate materials of the Upper Cretaceous formations Picofrentes, Muñecas, Hortezielos and Hontoria del Pinar, affected by a joint network with 130-145, 020-040 and 090-110 main directions. The evolution of the system is related to the Quaternary incision of the Lobos river, evidenced by incised meanders developed on remains of the Fundamental Surface Erosion of the Iberian Range.
- b) The endokarstic system is composed of three levels of galleries that overlap in the vertical at different topographic levels (La Galiana Alta, 1099 m; La Galiana Baja, 966 m; Cueva del Lago, 953 m). Its development indicates three phases of stabilizing water table in the carbonate aquifer.
- c) Morphologically, the caves are single-conduit passages with horizontal development with 110 and 120-130 main directions controlled by the joint network. The circular cross sections and horizontal development correspond to shallow phreatic conditions, with erosional features on roofs (domes) and walls (scallop), modified later by vadose endokarstic conditions that generate "keyhole" cross sections.
- d) The galleries accumulate allochthonous deposits (gravels, sands and shales) and autochthonous deposits (different types of stalagmites, stalactites, flowstones, cave coral and manganese oxides).
- e) La Galiana Alta cave, developed before 780 ka, according to the reverse polarity of the flowstone that cover the detrital infilling. The oldest age detected at La Galiana Baja, corresponds to another flowstone dated by U/Th at 224 ka (Marine Isotope Stage 7, MIS7). In addition, two different stages of stalagmite development located at 77-50 ka and 7-5 ka (MIS 3, MIS 5 y MIS 1) are clearly differentiated. These stages of development correspond with favorable biostatic conditions that characterized odd isotopic stages.
- f) Considering the topographical differences between levels of galleries and minimum ages of the caves, the maximum river incision rates range between 58 and 187 mm/ka.

6 BIBLIOGRAFÍA

Alvaro, M., Apalategui, O., Baena, J., Balcells, R., Barnolas, A., Barrera, J. L., Bellido, F., Cueto, L.A., Díaz de Neira, A., Elízaga, E., Fernández-Gianotti, J. R., Ferreiro, E., Gabaldón, V., García-Sansegundo, J., Gómez, J.A., Heredia, N., Hernández-Urroz, J., Hernández-Samaniego, A., Lendínez, A., Leyva, F., López-Olmedo, F.L., Lorenzo, S., Martín, L., Martín, D., Martín Serrano, A., Matas, J., Monteserrín, V., Nozal, F., Olive, A., Ortega, E., Piles, E., Ramírez, J.I., Robador, A., Roldán, F., Rodríguez, L.R., Ruiz, P., Ruiz, M.T., Sánchez-Carretero, R., Teixell, A. (1994): *Mapa Geológico de la Península Ibérica escala 1:1000000*. IGME.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A. (2007): Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88: 226-241.

Casas-Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (northern Spain). *Geodinámica Acta*, 6: 22-216.

Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19: 258-289.

Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y. (2000): The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169: 17-33.

Coltorti, M., Dramis, F. (1987): Sedimentological characteristics of stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implications: Processus et mesure de l'érosion. Ed. CNRS, 145-152.

Derek Ford, Paul D. Williams (1989): Karst Hydrogeology and Geomorfology. Ed. John Wiley & Sons, 576 p.

Durán, J.J. (1988): Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. *El karst en España* (J.J. Durán & J. Martínez, eds.). *Monografía S.E.G.* 4: 243-256.

Easterbrook, D.J. (1993): Surface Processes and Landforms. Ed. MacMillan, 520 p.

Fei, W., Hongchun, L., Rixiang, Z., Feizhou, Q., (2004): Late quaternary downcutting rates of the Qianyou River from U/Th speleothem dates, Qinling mountains, China. *Quaternary Research*, 62: 194-200.

Fernández-Tabera, M.A. (1985): Catálogo de Cavidades de Soria. Federación Castellana Centro de Espeleología, 100p

Floquet, M., (1991): *La plate-forme nord-castillane au cretace superieur (Espagne)*. Memoires geologiques de l'Université de Dijon. Ed. Centre des Sciences de la Terre. 422 p

Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N., (1994): Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playa-lake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology*, 11: 91-107.

Gracia, F.J., Nozal, F., Pineda, A., Wouters, P.F. (1990): Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta* 7: 38-40.

Guimerá, J., Alonso, A., Mas, R., (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). En: Basin Inversion (J.G. Buchanan y P.G. Buchanan, Eds.), Geol. Soc. (London), Sp. Publ., 88: 433-453.

Henning, G.J., Grun, R., Brunnacker, K. (1983). Speleothems, Travertins and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20: 1-29.

Instituto Geológico y Minero de España (1981). Mapa Geológico de España 1:50000 Hoja 348. San Leonardo de Yagüe.

Martín-Serrano, A., Salazar, A., Nozal, F., Suárez, A. (2004): Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50000. Guía para su elaboración. IGME. 128p

Mas, R. y Salas, R. (2002): Lower Cretaceous of the Iberian Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 284-288.

Mas, R., Guimerá J. y Alonso, A. (1998): The Cameros Basin (North Spain): an atypical intraplate extensional basin y the Mesozoic Iberian Rift System. En: *Sedimentology at the dawn of the third millennium*. 15th Inter. Sedim. Congr. Alicante, 539-540.

Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards, L.R., Cheng, H., Hellstrom, J. (2013): Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 13: 25-47.

Nicod (1975): Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes. Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens. Aix en Provence. *C.E.G.I.R.M.*, 5: 15-20.

Pedraza, J. (1996): Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda, 414 p.

Peña, J.L y Lozano, M.V. (1998): Las formas periglaciares de la Cordillera Ibérica Centrorienta. En Peña, J.L (Ed.): Geomorfología de campo en la Sierra de Albarracín, 159-177. Universidad de Verano de Teruel.

Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., Yetano, L.M., (1984): Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, Spain. 149 p

Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic Inversion (Iberian Chain). En: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (W. Cavazza, A.H.F.R. Roberston, P. Ziegler y S. Crasquin-Soleau, Eds.). *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, 186: 145-185.

Sanz, E. (1992): Las aguas subterráneas en el Parque Natural del Cañón del río Lobos (Soria-Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, 103-102: 309-329.

Sanz, E. (1996): Le Karst du canyon du Lobos et son fonctionnement hydrogéologique. *Karstologia*, 28:45-46.

- Sanz, E. (1999): *Las Aguas subterráneas en Soria*. Excma. Diputación de Soria. 367p
- Sanz, E. (2001): *Las montañas de Urbión, Cebollera y Cabrejas. Geomorfología y Patrimonio Geológico*. Diputación Provincial de Soria, Colección Temas Sorianos 43, 244 pp.
- Sanz, E., Segovia, R., Meneses, J.M., (2010): *Guía Geológica del Cañón del río Lobos*. Diputación Provincial de Soria, Colección Paisajes, Lugares y Gentes 7, 157 pp.
- Segovia, R. (2008): *El Drenaje Subterráneo en el Acuífero Kárstico del Cañón del río Lobos (Soria-Burgos)*. Tesis Doctoral. Esc. Téc. Sup. De Ingenieros de Caminos. Universidad Politécnica de Madrid.
- Segovia, R., Meneses, J.M., Martínez Simón, J.M., Yélamos, G., Sanz, E. (1996): Aporte de los trazadores artificiales al conocimiento hidrodinámico del sistema kárstico del Cañón del Río Lobos (Soria-Burgos). *Recursos hídricos en regiones kársticas*. Octubre de 1996. Vitoria, 23-27.
- Stock, G.M., Anderson, R.S., Finkel, R.C., (2004): Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 32: 193-196.
- Stock, G.M., Granger, D., Sasowsky, I.D., Anderson, R.S., Finkel, R.C., (2005): Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 388-403.
- Summerfield, M.A. (1991): *Global Geomorphology: an introduction to the study landforms*. Ed: Logman Scientific & Technical, 537 p.
- Sweeting, M.M. (1972): *Karst landforms*. Ed: Columbia University Press, 362p.
- Trudgill, S. (1985): *Limestone Geomorphology*. Ed: Longman, 196p.
- White, W.B. (1988): *Geomorphology and Hydrogeology of karst Terrains*. Oxford University Press, 462 p.